

Wacław SIKORA

Uwagi o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szymbarku Ruskiego

WSTĘP

W sezonie letnim 1957 i jesienią 1959 i 1960 roku prowadzono z ramienia Instytutu Geologicznego badania geologiczne w obrębie płaszczyny magurskiej między Ropą i Szymbarkiem w ramach kartograficznych prac wykończeniowych ark. Gorlice. Całość opracowywanego terenu została skartowana przeglądowo przez H. Świdzińskiego, który swoje spostrzeżenia z tego terenu opublikował w dwóch pracach (1934, 1953), ponadto część terenu została skartowana i opublikowana przez H. Kozikowskiego (1956).

W ustaleniu stratygrafii badanego terenu oparłem się głównie na następstwie warstw, mikrofaunie oraz na pracach dotyczących stratygrafii serii magurskiej w środkowych Karpatach, a w szczególności na pracy H. Świdzińskiego (1946) i H. Kozikowskiego (1956).

STRATYGRAFIA

WARSTWY INOCERAMOWE

Składają się głównie z cienko- i średnioławicowych, popielatych skorpowo lub kostkowo się łupiących piaskowców wapnistych, przekładanych zielonymi, ciemnopopielatymi i stalowymi łupkami. Jako wkładki wśród tak wykształconego kompleksu występują grubo- i średnioławicowe, gruboziarniste lub zlepieńcowate piaskowce z czerwonym biotytem (rubelan), skałeniami i glaukonitem oraz margle syderytyczne i margle fukoidowe. Dobry, niezaburzony profil górnej części warstw inoceramowych można obserwować w następnym po potoku Szklarki, lewym dopływie Ropy (fig. 3, potok „a”).

Spośród odmian facjalnych warstw inoceramowych dwie zasługują na specjalną uwagę. Pierwsza z nich jest dobrze odsłonięta w lewej dużej odnodze potoku Rzemieniówka. Jest to regularny przekładaniec cienko- i średnioławicowych, drobnoziarnistych piaskowców z grubo-łupiącymi się ciemno-popielatymi i zielonymi wapnistymi łupkami.

Piaskowce są kostkowe i płytowe. Niekiedy daje się w nich obserwować frakcjonalne uwarstwienie. W takich przypadkach w dolnej części ławicy oprócz kwarcu i muskowitu można zaobserwować czerwony biotyt. Oprócz piaskowców płytowych, jako pojedyncze wkładki występują gruboławicowe zwirowce ilaste, zwykle przepelnione wyżej wymienionym biotytem i ułamkami zielonych łupków. Całość, na pierwszy rzut oka, jest trochę podobna do eoceńskich warstw hieroglifowych, co stwierdził już H. Kozikowski (1956) opisując te warstwy w okolicy potoku Bielańskiego, na południe od Gorlic. Autor ten uważa, że tworzą one tam jądrową partię elementu antyklinalnego, zbudowanego z typowych warstw inoceramowych. Profil Rzemieniówki również daje podstawy do twierdzenia, że warstwy te są niższym oddziałem warstw inoceramowych. Nie wiadomo natomiast, czy tworzą one tylko wkładkę wśród typowych warstw inoceramowych, czy też pod nimi należy się już spodziewać niższych ogniw kredy magurskiej (piaskowców ze Szczawiny i pstrych łupków kredowych).

Drugą odmianę facjalną warstw inoceramowych opisał w roku 1946 H. Świdziński z północnych stoków Maślanej Góry. Została ona potraktowana jako warstwy przejściowe, od typowych warstw inoceramowych do eoceńskich pstrych łupków. Seria ta na północnych stokach Maślanej Góry liczy około 200 m miąższości. Składają się na nią gruboławicowe piaskowce mikowe, przekładane cienkimi wkładkami zielonych łupków. Na podstawie znalezionych tutaj inoceramów H. Świdziński zaliczył je jeszcze do kredy. Na badanym terenie podobnie rozwinięte warstwy przejściowe spotkałem jedynie w dwóch profilach: w górnym biegu potoku Wyskitnianka oraz w źle odsłoniętej prawej odnodze potoku Cisawego w Gródku. Oprócz gruboławicowych, twardych piaskowców mikowych występują tutaj żółtawo wietrzejące, gruboziarniste piaskowce skaleniowe. Przypominają one niektóre odmiany piaskowców z Mutnego w Karpatach Zachodnich (W. Sikora, K. Żytko, 1956, 1960). Charakterystyczne jest, że warstw przejściowych brak jest całkowicie na południowych stokach Maślanej Góry, gdzie typowe warstwy inoceramowe przechodzą wprost w pstre łupki eoceńskie. Strefa przejściowa jest bardzo cienka, liczy bowiem tylko 5 m miąższości. W obrębie typowych warstw inoceramowych pojawiają się tutaj cienkie wkładki czerwonych łupków; ponad strefą przejściową przychodzi już zwarty kompleks pstrych łupków. Jest bardzo prawdopodobne, że najwyższa część warstw inoceramowych jest bocznie zastępowana przez warstwy przejściowe. Miąższość warstw inoceramowych jest trudna do określenia. Wynosi ona jednakże nie mniej niż 300 m.

Z warstw inoceramowych i przejściowych pobrano kilkanaście próbek na mikrofaunę, opracowała je J. Blaicher. Występujące tutaj aglutynujące zespoły otwornicowe wskazują na interwał wiekowy senon-paleocen.

Na szczególną uwagę zasługuje próbka nr 182, pobrana z niższych partii warstw inoceramowych (typ hieroglifowy), z lewej odnogi potoku Rzemieniówka, 130 m powyżej kontaktu z warstwami krośnienskimi, które ukazują się w niedużym oknie tektonicznym. Próbka ta obok form aglutynujących zawiera także mikrofaunę wapienną w liczbie kilkudziesięciu okazów. Występują tutaj: *Globotruncana arca* C u s h m a n,

Globotruncana ventricosa White, *Globotruncana* cf. *lapparenti tricarinata* Quereau, *Globotruncana* (indef.), *Praeglobotruncana* sp. Według J. Blaicher mikrofauna ta wskazuje na wiek santon — kampan.

Ponadto w niższych partiach warstw inoceramowych (warstwy inoceramowe typowe) badanego terenu znaleziono dwa inoceramy, które oznaczył F. Mitura (1960). Pierwszy z nich znaleziony został w odkrywce na dolnej powierzchni cienkoławicowego, skorupowego piaskowca. Odkrywka ta znajduje się w korycie potoku Kustra, 70 m w górę potoku od mostu na gościńcu Gorlice — Grybów. Inoceram jest zachowany w postaci dużego fragmentu skorupy należącej do gatunku *Inoceramus lingua* Gldf. Według F. Mitury zasięg wiekowy tego gatunku obejmuje górny santon, a ściślej jego najwyższą część, gdyż odpowiada on poziomowi *Marsupites testudinarius*.

Drugi okaz znaleziono (luźno) również w potoku Kustra, około 450 m powyżej ujścia Chełmówki. Jest to ośrodką zewnętrzną strony skorupy gatunku *Inoceramus mülleri* Petraschek 1906. Gatunek ten, według F. Mitury, występuje w górnym santonie.

PSTRE ŁUPKI I PIASKOWCE CIĘŻKOWICKIE

Na warstwach inoceramowych, jak już wspomniano, leżą pstre łupki. Są to ilaste łupki barwy czerwonej i zielonej. Na badanym terenie dają się wydzielić dwa poziomy pstrych łupków: pstre łupki dolne i pstre łupki górne, przedzielone kompleksem gruboławicowych, gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców ciężkowickich z wkładkami czerwonych i zielonych łupków.

Stosunkowo dobry przekrój pstrej serii daje prawy brzeg rzeki Ropy, poniżej ujścia potoku Szklarskiego w Szymbarku. Przekrój ten został dokładnie opisany przez H. Kozikowskiego (1956). Jeszcze lepszy przekrój pstrych łupków i piaskowców ciężkowickich daje potok „a”. Piaskowce ciężkowickie tutaj występujące zostały w pracy H. Kozikowskiego (op. cit.) niewłaściwie zinterpretowane jako piaskowce magurskie. W przekroju tym nad warstwami inoceramowymi leży (geologicznie, gdyż seria jest odwrócona) 30 m pstrych łupków z wkładkami kostkowych piaskowców hieroglifowych i szklistych, glaukonitowych piaskowców. Wyżej zalegają gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, przekładane zielonymi i czerwonymi łupkami (najgrubsza wkładka samych czerwonych łupków mierzy 5 m). Grubsze pakiety łupkowe zawierają zwykle kostkowo łupiące się hieroglifowe piaskowce. Granica między dolnymi pstrymi łupkami a kompleksem piaskowców i zlepieńców ciężkowickich nie jest ostra. Powyżej 30 m pakietu pstrych łupków zaczynają się pojawiać grube ławice piaskowców i zlepieńców, których ilość stale się zwiększa, gdy posuwamy się w kierunku do młodszych warstw. Gruboławicowe piaskowce i zlepieńce wykazują zwykle dość wyraźne frakcyjne uwarstwienie. Główne składniki mineralne to kwarc, muskowił, glaukonit i skałen. W zlepieńcach oprócz tych składników występują egzotyki, na które składają się fragmenty twardych, zielonych łupków ilastych, fillitów, granitów, gnejsów oraz wapieni.

Należy tutaj wspomnieć o dwóch specyficznych utworach. Pierwszy — to występujące w ogniwie piaskowca ciężkowickiego cienkie

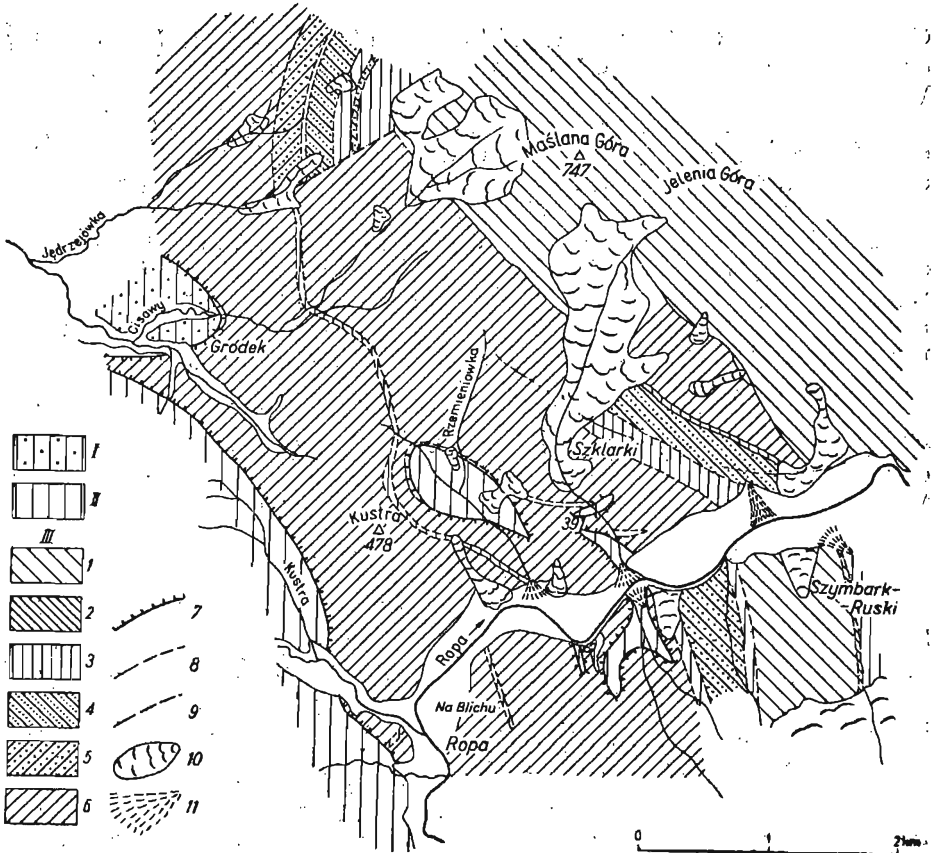


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Szymbarku Ruskiego
Geological sketch of the Szymbark Ruski area

I — utwory jednostki śląskiej; II — utwory jednostki okiennej; III — utwory jednostki magurskiej; 1 — warstwy magurskie; 2 — margle z *Globigerina* i łupki podmagurskie; 3 — pstry łupki; 4 — piaskowce ciężkowickie; 5 — warstwy przejściowe; 6 — warstwy inoceramowe; 7 — linia nasunięcia piaszczowiny magurskiej; 8 — granica między warstwami; 9 — uskoki; 10 — osuwiska; 11 — stożki

I — formations of the Silesian unit, II — formations of the window unit, III — formations of the Magura unit; 1 — Magura beds; 2 — marls with *Globigerina* and Submagura shales; 3 — variegated shales; 4 — Ciezkowice sandstones; 5 — transition beds; 6 — Inoceranian beds; 7 — line of overfold of the Magura nappe; 8 — boundaries between beds; 9 — faults; 10 — landslides; 11 — alluvial cones

ławice brekcji intraformacyjnych, składających się z okruchów czerwonych i zielonych ilastych łupków, takich samych, jakie występują pomiędzy poszczególnymi ławicami piaskowców i zlepieńców, oraz kwarcu.

Drugim charakterystycznym elementem opisywanego ogniwa są średnio- i gruboławicowe, o cukrowatym pokroju, laminowane, szaro-zielonkawe, glaukonitowe piaskowce. Cukrowaty pokrój i laminacja są cechami najbardziej rzucającymi się w oczy, co pozwala używać je jako wskaźnik przynależności warstw do ogniwa piaskowca ciężkowickiego¹.

¹ Niektóre zlepieńcowate odmiany piaskowców magurskich są bardzo podobne do zlepieńców i piaskowców ciężkowickich.

60 metrów nad stropem dolnych pstrych łupków rozwija się 25-metrowy kompleks gruboławicowych, średnioziarnistych, jasnozielonych piaskowców, przepelnionych drobnym glaukonitem. Jest to kompleks prawie czysto piaskowcowy. Obserwujemy tutaj tylko rzadkie wkładki zielonych ilastych łupków (brak jest tutaj zupełnie łupków czerwonych). Wyżej opisane piaskowce zaznaczają się w morfologii. W opisywanym profilu utworzył się na nich kilkumetrowy wodospad. Warstwy rozwinięte powyżej tego kompleksu piaskowcowego są tak samo rozwinięte jak warstwy poniżej nich.

Granica pomiędzy piaskowcem ciężkowickim a górnymi pstryimi łupkami nie jest ostra i pojedyncze ławice piaskowców i zlepieńców „wędrują” dość wysoko w górę w obrębie górnych pstrych łupków. W przekroju potoku „a” nie widać z przyczyn tektonicznych całego profilu górnych pstrych łupków, tak że niżej podany opis jest rekonstrukcją z kilku profili.

Górne pstre łupki mało różnią się pod względem litologicznym od dolnych pstrych łupków. Jediną poważniejszą różnicą jest występowanie kilkudziesięciometrowych pakietów zielonych łupków, przekładanych kostkowo łupiacymi się, hieroglifowymi piaskowcami. Są to pierwsze oddźwięki facji hieroglifowej, która dalej ku południowi wypiera całkowicie górne pstre łupki.

Miażdżość pstrych łupków i piaskowców ciężkowickich wynosi około 270 m (jest to ocena zbliżona do oceny H. Kozikowskiego, który podaje miażdżość „pstrego eocenu” w tym rejonie na 200÷350 metrów); z czego na dolne pstre łupki przypada 30m, na piaskowce ciężkowickie około 140 m, zaś na górne pstre łupki około 100 m. Sądząc z położenia piaskowców ciężkowickich w profilu litologiczno-stratygraficznym powinny one reprezentować głównie eocen dolny. Nie jest jednakże wykluczone, że ich stropowe partie reprezentują najniższą część środkowego eocenu. Potwierdzają to badania mikrofaunistyczne przeprowadzone przez J. Blaicher.

Z serii pstrych wzięto kilkanaście próbek do badań mikrofaunistycznych. Próbkki z pstrych łupków dolnych wykazały mikrofaunę dolnoeocenijską, z dolnej zaś części górnych pstrych łupków — mikrofaunę środkowoeocenijską.

W piaskowcach i zlepieńcach stwierdzono liczne numulity, po oznaczeniu których przedstawione wnioski odnośnie do wieku poszczególnych utworów pstrych serii w okolicy Szymbarku Ruskiego będą mogły zostać skorygowane.

WARSTWY MAGURSKIE

Na badanym obszarze spąg warstw magurskich jest wybitnie łupkowy, tak że można go było wydzielić jako osobne ogniwo łupków podmagurskich. W Szymbarku Ruskim w potoku „b” (fig. 2) jest dobrze odslonięty kontakt między pstryimi łupkami a warstwami magurskimi. Wygląda on następująco: Ostatnie 7 m ogniwa pstrych łupków stanowią zielone i czerwone, frakcjonalnie warstwowane mułowce z wkładką drobnoziarnistego piaskowca i cienkimi wkładkami czarnych ilastych łupków. Barwa czerwona stopniowo zanika. Następne 9 m to zielone mu-

łowce z wkładkami rud węglanowych żelaza z nalotami tlenków manganu. Po 5-metrowej przerwie obserwujemy na przestrzeni 5 metrów zielone mułowce ilaste, z dwiema wkładkami cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców skorupowych, powleczonej charakterystyczny-

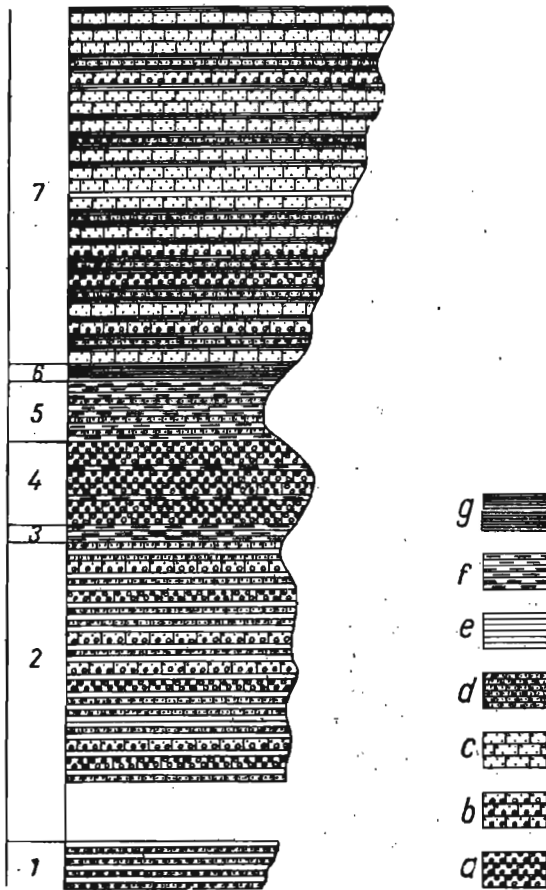


Fig. 2. Profil litologiczny serii magurskiej w okolicy Szymbarku

Lithological profile of the Magura series in the Szymbark Ruski area

1 — niższa część warstw incoceramowych; 2 — warstwy incoceramowe; 3 — pstry łupki dolne; 4 — piaskowiec ciężkowicki; 5 — pstry łupki górne; 6 — łupki podmagurskie; 7 — warstwy magurskie: a — gruboławicowe zlepnieńca; b — gruboławicowe piaskowce zlepniocowate; c — gruboławicowe piaskowce; d — piaskowce cienko- i średnioławicowe, skorupowe 1 — kostkowe; e — łupki warstw incoceramowych; f — łupki warstw pstrych; g — łupki warstw magurskich i łupki podmagurskie

1 — lower part of the incoceramian beds; 2 — incoceramian beds; 3 — lower variegated shales; 4 — Ciężkowice sandstones; 5 — upper variegated shales; 6 — Submagura shales; 7 — Magura beds; a — thickbedded conglomerates; b — thickbedded conglomeratic sandstones; c — thickbedded sandstones; d — thinbedded and thickbedded sandstones, crusted and blocky; e — shales of incoceramian beds; f — shales of variegated beds; g — shales of the Magura beds and of the Submagura shales

mi nalotami tlenków manganu. Jako wkładki występują tutaj czarne wapieniste łupki. Pojawiają się też po raz pierwszy wkładki zielonych, wapienistych mułowców. Miąższość strefy, w której występują wkładki zielonych, wapienistych mułowców, wynosi 6 m. W kompleksie tym występuje jedna (20 cm) wkładka czarnego, frakcjonalnie uwarstwionego mułowca. Pakiet zielonych, ilastych i marglistych mułowców został wydzielony przez J. Blaicher i W. Sikorę (1963) jako ogniwo „margli z globigerinami“ (w bardziej północnych strukturach tektonicznych zaznacza się ono wyraźnie, pod względem litologicznym, jako szarozielonkawe margle piaszczyste). Następne 2 metry — to zielone mułowce z wkładkami mułowców czarnych, nad którymi leży warstewka (3 cm)

dacytowo-andezytowych tufów. Nad tufami leży kilkunastometrowy kompleks ciemnopopielatych, czarnych i zielonych mułowców, a na nich pojawia się pierwsza gruba ławica frakcjonalnie warstwowanego piaskowca glaukonitowego.

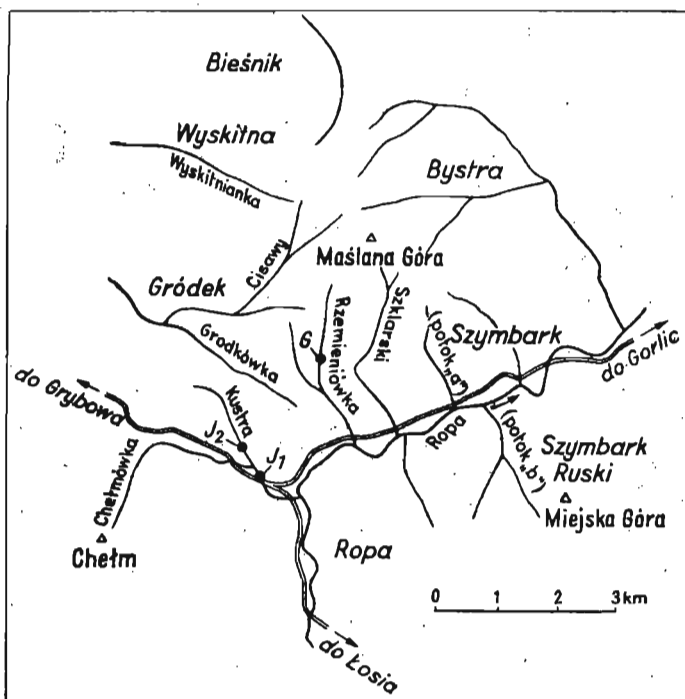


Fig. 3. Szkic topograficzny okolic Szymbarku

Topographical sketch of the Szymbark Ruski area

I₁ — miejsce znalezienia inocerama w odkrywce; I₂ — miejsce znalezienia inocerama (żużno); G — miejsce pobrania próbek z globotruncanami

I₁ — site where Inoceramids were found in outcrop; I₂ — site where Inoceramids were found loosely; G — site of sampling the Globotruncana forms

Warstwy magurskie są rozwinięte (w przeciwieństwie do terenów położonych bardziej ku południowi) w facji piaskowców glaukonitowych. W niektórych ławicach piaskowca magurskiego jest tak dużo glaukonitu, że wydaje się on stanowić połowę składu mineralnego skały. Ławice piaskowców są grube i poprzedzielane wkładkami ciemnopopielatych łupków o zmiennej miąższości. Dolna część warstw magurskich (około 300 m) zawiera więcej wkładek łupkowych niż ich górna część. Wkładowki łupków mogą liczyć do 15 m miąższości. Zwykle w takich wkładkach łupków spotyka się żółto wietrzejące, cienko- i średnioławicowe, kostkowe i skorupowe, zbite, drobnoziarniste piaskowce glaukonitowe. Piaskowce tego typu są jednym z głównych składników warstw podmagurskich

w Karpatach zachodnich. Jako charakterystyczny składnik dolnej części warstw magurskich występują cienkie wkładki czarnych, ilastych łupków, przypominających niektóre odmiany łupków menilitowych.

W zespole litologicznym warstw magurskich należy jeszcze wymienić liczne wkładki gruboławicowych (do 2 m) zlepieńców skaleniuowo-glaukonitowych. Zlepieńce te bardzo przypominają zlepieńce z piaskowca ciężkowickiego.

Maksymalna miąższość warstw magurskich w tym obszarze wynosi około 600 m.

KIERUNKI TRANSPORTU

Jest rzeczą niezmiernie charakterystyczną, że tak utwory kredowe, jak i utwory paleogeńskie powstały z materiału pochodzącego z północnego obrzeżenia basenu. Wszystkie wskaźniki kierunków transportu (głównie hieroglify prądowe) wskazują na położenie źródła materiału na północnym obrzeżeniu basenu magurskiego. Główny kierunek w piaskowcach warstw inoceramowych — to kierunek około 70° z NE. Piaskowce ciężkowickie mają kierunek około 120° z NW. W piaskowcach magurskich obserwuje się kierunki około 70° z NE. Jak już było podkreślone, pewne odmiany piaskowców ciężkowickich są bardzo podobne do niektórych odmian piaskowców magurskich. W sąsiednim terenie H. Świdziński (1946) gruboławicowe piaskowce, występujące wśród warstw pstrych, nazywa piaskowcami typu magurskiego. W tym przypadku hieroglify prądowe dają bardzo dobre kryterium dla rozróżnienia tych dwóch ogniw. Piaskowce, które wykazują transport z NW, należą do piaskowców ciężkowickich, piaskowce zaś z kierunkami transportu z NE należą do warstw magurskich.

Kierunek transportu w piaskowcach ciężkowickich w okolicy Szymbarku jest inny niż w zachodniej części płaszczowiny magurskiej, gdzie w Beskidzie Średnim, w piaskowcach ciężkowickich, przeważa kierunek z NNE (M. Książkiewicz, 1958), a w okolicach Żywca z NE (W. Sikora, K. Żytko, 1960). W atlasie stratygraficzno-facjalnym polskich Karpat fliszowych piaskowce ciężkowickie okolic Szymbarku zostały przedstawione jako język piaszczysty, nie łączący się z piaskowcami ciężkowickimi w zachodniej części płaszczowiny magurskiej. Nie jest jednak wykluczona inna możliwość, mianowicie ta, że język piaszczysty Szymbarku łączył się na zachodzie przez strefę płaszczowiny magurskiej, która dzisiaj jest zerodowana (obszar między południkami Bochni i Gorlic) z piaskowcami ciężkowickimi. W tym wypadku mielibyśmy do czynienia z dużym podwodnym stożkiem.

W warstwach magurskich piaskowce w facji glaukonitowej mają kierunki transportu z NE, różnią się więc zasadniczo od kierunków transportu w piaskowcach magurskich w facji mikowej, w których występują kierunki z SE. Tak więc podział przeprowadzony na podstawie litologii zgadza się z podziałem, który można by przeprowadzić na podstawie kierunków transportu.

UWAGI OGÓLNE O WIEKU I ROZWOJU UTWORÓW GÓRNEJ
KREDY I PALEOGENU

Problem dokładnego określenia wieku warstw inoceramowych w okolicy Gorlic i sprecyzowania ich dolnej i górnej granicy nie został jeszcze w pełni wyjaśniony. Nad zagadnieniami tymi pracowali J. Grzybowski (1901) i M. Dylazanka (1923). Ostatnio H. Kozikowski (1956) podjął próbę interpretacji wyników tych autorów i doszedł do wniosku, że „najwyższa część warstw inoceramowych zbadanych okolic wydaje się mieścić w paleocenie po dolny eocen“.

Wiek paleoceński górnej części warstw inoceramowych na omawianym terenie jest wysoce prawdopodobny, brak jest jednak podstaw, aby przyjąć dolnoeocenijski wiek dla najwyższej części warstw inoceramowych. Co więcej istnieją dane, że ku południowi (okolice Grybowa) najwyższa część warstw inoceramowych jest zastąpiona przez pstre łupki. Prawdopodobnie trzy facje (warstwy przejściowe, litotyp warstw inoceramowych i pstre łupki) reprezentują paleocen w okolicy Grybowa i Gorlic. Nie wiadomo, jaki jest stosunek tych facji do warstw ze Świątkowej, wydzielonych przez H. Jurkiewicza i P. Karnkowskiego (1959), które według tych autorów mają być wieku paleoceńskiego. Warstwy ze Świątkowej nie mogą w żadnym razie pretendować do jedynego typu litologicznego, reprezentującego paleocen w płaszczynie magurskiej. Mogą być one najwyżej jedną z jego facji.

Ustalenie wieku dolnej granicy warstw inoceramowych napotyka na duże trudności ze względu na brak starszych ogniw w opisywanym terenie. Na podstawie glibotrunkan i inoceramów można stwierdzić, że w okresie górny santon — kampan warstwy inoceramowe już się osadzały².

Na zakończenie uwag ogólnych o górnej kredzie chciałbym zwrócić uwagę na możliwość wykorzystania biotyту o rubinowo-czerwonej barwie jako wskaźnika przynależności utworów, w których on występuje, do kredy. W czasie badań w okolicy Żywca J. Burtan zwróciła uwagę, że ten typ biotyту nie występuje w paleogenie, a tylko w kredzie. Późniejsze, wspólne z K. Żytko, badania w Beskidzie Wysokim potwierdziły to spostrzeżenie. Ponieważ w badanym terenie niektóre odmiany facjalne warstw inoceramowych są podobne do eocenijskich warstw hieroglifowych, czerwony biotyt może służyć jako polowe kryterium przy przydzielaniu ich do kredy.

Stratygrafia paleogenu serii magurskiej okolic Szymbarku jest bardzo podobna do stratygrafii serii magurskiej, ustalonej przez H. Świdzińskiego (1946) na północnych stokach Maślanej Góry. Wśród pstrych łupków, leżących między warstwami przejściowymi a łupkami podmagurskimi, H. Świdziński wydziela kompleks (o miąższości 20–40 m) gruboławicowych piaskowców, które porównuje z piaskowcami ciężkowickimi, występującymi w brzeźnej partii płaszczyny magurskiej w okolicy Suchej, w zachodnich Karpatach. Na południowych stokach Maślanej Góry ten sam kompleks ma już 140 m miąższości. Ten nagły

² Wiek dolnej granicy tego interwału może być młodszy ze względu na fakt, że inoceramowy zostały znalezione w utworach redeponowanych.

wzrost miąższości jest wynikiem wyklinowywania się piaskowców ciężkowickich ku północy. Podobne wyklinowywania się piaskowców ciężkowickich można obserwować również w brzeżnej partii płaszczowiny magurskiej, na ark. Żywiec (W. Sikora, K. Żytko, 1960).

Gruboziarnistą fację „pstręgo eocenu“ w okolicy Szymbarku reprezentuje głównie piaskowiec ciężkowicki (dolnoeoceniński), a nie pasierbiecki (środkowoeoceniński). Również do piaskowców ciężkowickich należałoby przypuszczalnie zaliczyć gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, występujące wśród pstrych łupków w okolicach Bednarki na „półwyspie“ Harkłowej (H. Świdziński, 1931). Byłby to jeden z najdalej ku wschodowi wysuniętych punktów gruboziarnistej facji w „pstrych eocenie“ magurskim.

W brzeżnej części płaszczowiny magurskiej w zachodnich Karpatach dają się wydzielić warstwy podmagurskie³, które są tam wyraźnie zindywidualizowanym ogniwem, niekiedy o znacznej (do 700 m) miąższości (W. Sikora, K. Żytko, 1960). Nie zaobserwowano tego w okolicy Szymbarku. Da się tutaj wydzielić tylko cienki pakiet łupków podmagurskich w spągu warstw magurskich. Utwory paleogeńskie dzielą się wyraźnie na dwie części. Dolna — to warstwy pstre, w których dolnej części występuje skupienie gruboławicowych piaskowców i zlepieńców, wydzielanych jako piaskowce ciężkowickie. Górna część — to warstwy magurskie. Geologowie badający płaszczwinę magurską w okolicy Szymbarku przyjmowali, że warstwy pstre są wieku dolno- i środkowoeocenińskiego (H. Świdziński, 1946; H. Kozikowski, 1956).

W Szymbarku Ruskim, w najwyższej części warstw pstrych, występuje aglutynująco-wapienna mikrofauna górnocenińska, a w granicznym ogniwie margli z globigerinami występują zespoły odpowiadające zespołom margli globigerinowych w grupie zewnętrznej, których wiek określa się ostatnio jako najwyższą część górnego eocenu (J. Blaicher, W. Sikora, 1963). Z wyżej wymienionego opracowania wynika, że nie tylko zielone łupki, ale i część czerwonych jest wieku górnocenińskiego.

Ponieważ dolna granica warstw magurskich w facji piaskowców glaukonitowych jest stała i odpowiada dolnej granicy warstw menilitowych w grupie zewnętrznej⁴ (J. Blaicher, W. Sikora, 1963), wiek dolnej części warstw magurskich w facji piaskowców glaukonitowych będzie zależny od tego, jaki wiek przyjmiemy dla dolnej granicy warstw menilitowych w grupie zewnętrznej, zakładając jednowiekowość tej granicy⁵. Jeżeli przyjmiemy pogląd o górnoceniśkim wieku dolnej granicy warstw menilitowych, to dolna część warstw magurskich w facji pias-

³ Terminy: warstwy podmagurskie i „warstwy hieroglifowe“ zostały użyte w niniejszej pracy w myśl definicji M. Książkiewicza (1935, 1948).

⁴ M. Książkiewicz (1953) wydzielił w zachodniej części płaszczowiny magurskiej dwie facje piaskowca (warstw) magurskiego: zewnętrzną (północną) — piaskowców glaukonitowych i wewnętrzną (południową) — piaskowców mikowych. Podział ten da się również zastosować w płaszczwinie magurskiej, na wachód od Dunajca.

⁵ Pogląd, że granica ta jest jednowiekowa, jest reprezentowany przez większość geologów karpackich, tak w kraju, jak i za granicą. W Polsce wyjątek pod tym względem stanowią S. Jucha i J. Kotlarczyk (1959), którzy uważają, że dolna granica warstw menilitowych jest diachroniczna.

kowców glaukonitowych będzie jeszcze górnocenońska, jeżeli zaś słuszny jest pogląd o oligocenijskim wieku tej granicy, trzeba przyjąć, że sedymentacja warstw magurskich w facji glaukonitowej zaczęła się dopiero w oligocenie⁶.

Karpacka Stacja Terenowa I.G.

Nadesłano dnia 13 października 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- BLAICHER J., SIKORA W. (1963) — Próba korelacji wiekowej warstw magurskich we wschodniej części płaszczowiny magurskiej z utworami grupy zewnętrznej. *Kwart. geol.*, 7, nr 3 (w druku). Warszawa.
- DYLAŻANKA M. (1923) — Warstwy inoceramowe z łomu w Szymbarku koło Gorlic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 1, p. 36—80. Kraków.
- GRZYBOWSKI J. (1901) — Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic. *Rozpr. Pol. Akad. Umiej., B.*, 41, [III], p. 219—288. Kraków.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1959) — Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich. *Acta geol. pol.*, 9, nr 1, p. 17—54. Warszawa.
- JURKIEWICZ H., KARNKOWSKI P. (1959) — O wieku warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic. *Acta geol. pol.*, 9, nr 1, p. 55—111. Warszawa.
- KOZIKOWSKI H. (1956) — Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic. *Biul. Inst. Geol.*, 110, p. 47—68. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1935) — Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 11, p. 104—122. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1948) — Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 48, p. 1—34. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1953) — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Regionalna Geologia Polski*, 1, nr 2, p. 305—362. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958) — Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol.*, 135, p. 43—96. Warszawa.
- MITURA F. (1961) — Inoceramy górnokredowe północnych Karpat fliszowych. *Spraw. z posiedz. Kom. PAN, Oddział w Krakowie*, p. 174—176. Kraków.
- PRACA ZBIOROWA (1962) — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Kreda i starszy trzeciorzęd Karpat zewnętrznych. *Inst. Geol. Warszawa.*
- SIKORA W. (1957a) — Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Grybowa. *Kwart. geol.*, 1, p. 498—509, nr 3—4. Warszawa.
- SIKORA W. (1957b) — Aktualny stan badań w ZSRR nad stratygrafią paleogenu wschodnich Karpat fliszowych. *Prz. geol.*, 5, nr 11, p. 504—511. Warszawa.

⁶ Piszący te słowa jest zwolennikiem oligocenijskiego wieku dolnej granicy warstw menilitowych, czemu dał wyraz w jednej z publikacji (W. Sikora, 1957 b), próbując wyjaśnić przy pomocy teorii prądów zawieszonych sprzeczności między określeniami wieku serii menilitowo-krośnieńskiej wpływającymi z oznaczeń numulitów i ryb.

- SIKORA W., ŻYTKO K. (1956) — Stratygrafia serii magurskiej Beskidu Wysokiego na ark. Żywiec Prz. geol., 4, nr 10, p. 469—471. Warszawa.
- SIKORA W., ŻYTKO K. (1960) — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Biul. Inst. Geol., 141, p. 61—204. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1931) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1930 na arkuszu Jasło—Dukla i Gorlice—Grybów. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., 30, p. 43—46. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1934) — Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8, nr 1, p. 75—139. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1946) — Gazy ziemne w Bieśniku koło Gorlic. Nafta, 2, nr 5, p. 158—159. Kraków.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1950) — Łuska Stróż koło Grybowa. Biul. Państw. Inst. Geol., 59, p. 1—70. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski, 1, nr 2, p. 362—418. Kraków.

Вацлав СИКОРА

СТРАТИГРАФИЯ МАГУРСКОЙ СВИТЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ ШИМБАРКА РУСКОГО

Резюме

В период с 1957 по 1960 гг. автором была произведена геологическая съемка магурского надвига в районе Шимбарка Руского. В результате этих работ выделяются здесь следующие звена.

Иноцерамовые слои (сенон-палеоцен), в которых определены три фациальных тира пород. Одним из них являются крупнослоистые палеоценовые песчаники из Мутного. В нижней части иноцерамовых слоев Ф. Митурой (1960) определены *Inoceramus lingua* Gldf. и *Inoceramus mülleri* Petraschek, а Я. Вляихер обнаружила в одном образце *Globotruncana arca* Cush., *G. cf. ventricosa* White, *G. cf. tricarinata* (Quegea u). Мощность иноцерамовых слоев равна около 300 м.

Пестрые сланцы (нижний-верхний эоцен), разделяющиеся комплексом крупнослоистых ценжковитских песчаников и конгломератов с мощностью 140 м. В кровле пестрых сланцев залегает 6 м мощности толща мергелей с глобитеринами, микрофауна которых отвечает подменилитовым глобитериновым мергелям (Я. Вляихер, В. Сикора, 1963).

Самым молодым звеном являются магурские слои, сложенные крупнослоистыми глауконитовыми песчаниками, переслаивающимися известковыми сланцами темно-пепельного цвета. В подошвенной части магурских слоев залегает 3 см мощности прослойка дацитово-андезитовых туфов. Подошва магурских слоев в периферической зоне магурского палеогена, к которой относится изучаемый район, отвечает подошве менилитово-кросненской свиты.

Направления транспортировки как в меловое так и палеогеновое время указывают на то, что материал в эти периоды поступал из северного окаймления магурского бассейна — силезского острова.

Wacław SIKORA

STRATIGRAPHY OF THE MAGURA SERIES IN THE AREA OF SZYMBARK RUSKI

Summary

During 1957—1960 the author mapped the Magura nappe in the area of Szymbark Ruski. As a result of this work the following members were distinguished:

Inoceramian beds (Senonian-Palaeocene), in which 3 types of facies were established. In the lower part of the inoceramian beds F. Mitura (1960) identified *Inoceramus lingua* Gldf, and *Inoceramus mülleri* Petraschek, while in one of the samples J. Blaicher determined *Globotruncana arca* Cush., *G. cf. ventricosa* White, *G. cf. tricarinata* (Quereau). The thickness of the inoceramian beds is about 300 m.

Variiegated shales (Lower — Upper Eocene) separated by a 140 m. thick complex of thickbedded sandstones and Ciężkowice conglomerates. At the top of these shales there occur 6 m. thick marls with *Globigerina*. The microfauna of these marls corresponds to the submenilite globigerina marls (J. Blaicher, W. Sikora, 1963).

The youngest member is built up of the Magura beds developed as thickbedded glauconitic sandstones interfingered by dark ashen-grey calcareous shales. At the bottom part of the Magura beds a 3 cm. thick lamella of dacitic-andesitic tuff occurs. The bottom of the Magura beds within the marginal zone of the Magura Palaeogene, to which the area in study belongs, corresponds to the bottom of the Krosno menilite series.

The directions of transport in both Cretaceous and Palaeogene times indicate that during these periods the material was supplied from the northern marginal area of the Magura basin, i.e. from the Silesian island.